

La corriente en chorro de bajo nivel sobre los Llanos Venezolanos de Sur América

Eddison R. Torrealba y Jorge A. Amador

Centro de Investigaciones Geofísicas y Escuela de Física, Universidad de Costa Rica, 11501 San José, Costa Rica (jorge.amador@ucr.ac.cr)

(Recibido: 20-Oct-2009. Publicado: 23-Ene-2010)

Resumen

Utilizando observaciones del PACS-SONET (2001-2006), de radiosondeo (2007), de estaciones meteorológicas de superficie y datos del NCEP-NCAR, se analiza y documenta la estructura y variabilidad espacio-temporal de la corriente en chorro de bajo nivel en los Llanos de Venezuela al norte de Sur América. Esta corriente, relativamente menos estudiada que otras en la región, muestra valores medios de 11 m/s durante el verano austral (noviembre-abril) en 925 hPa (750 m.s.n.m., aproximadamente) y con valores de la cortante vertical del viento cercanos a 1 m/s por cada 100 m en el primer km, aproximadamente, con máximos absolutos mayores de 14 m/s en febrero. Arriba de 925 hPa, la corriente disminuye rápidamente a 6 m/s cerca de 700 hPa. Se observa un marcado ciclo diurno, con máximos a las 12:00 UTC y vientos relativamente débiles alrededor de las 21:00 UTC, manifestando fuertes cambios en la cortante vertical del viento en enero-marzo del periodo analizado. La variabilidad intraestacional de la corriente es muy fuerte con periodos hasta de varios días, en los cuales, los vientos asociados a esta corriente son muy débiles. En pocos días, los vientos pueden variar de 25 m/s a valores cercanos a los 5 m/s. Los mecanismos físicos responsables de estos cambios no son evidentes, sin embargo, los mismos muestran una importante relación con los observados en la temperatura cerca de superficie. En algunas estaciones analizadas, la cortante vertical del viento presenta máximos valores durante la época seca y mínimos para la lluviosa, indicando la importancia física de este índice para el desarrollo de la convección. La corriente de bajo nivel también muestra una marcada variabilidad interanual. Respecto a su extensión zonal y meridional, los datos analizados sugieren valores de 1500 km y 500 km, respectivamente.

Palabras clave: chorro de bajo nivel de los Llanos Venezolanos, Chorro del Choco, corrientes de bajo nivel en Sur América, precipitación en los Llanos de Venezuela, cortante vertical del viento.

Abstract

Observations from PACS-SONET (2001-2006), radiosondes (2007), surface meteorological stations and NCEP-NCAR were used to analyze and document the structure and time-space variability of the low-level jet over the Venezuelan Llanos in northern South America. This current, relatively less studied than others in the region, shows mean values of about 11 m/s during the austral summer (November-March) near 925 hPa (750 m.a.s.l., approximately), with vertical wind shears near 1 m/s per 100 m in the first km, and absolute maxima greater than 14 m/s in February. Above 925 hPa the jet decreases rapidly to 6m/s about 700 hPa. The low-level jet presents a marked diurnal cycle with maxima at 12:00 UTC and relatively weak winds at 21:00 UTC, showing strong changes in the vertical wind shear during January-March for the period analyzed. The low-level jet intraseasonal variability is very strong, with periods of up to several days where winds associated with this current are very weak. In a few days winds can vary from 25 m/s to near 5 m/s. With the information used in this work, the physical mechanisms responsible for these changes are not clear, however, variations in wind intensity show a good relationship with observed changes in surface temperature. The analyzed stations show maximum values of the vertical wind shear during the dry season with minima during the wet season, indicating the importance of this index for convective activity. The low-level jet over this region is also characterized by a marked interannual variability. In regards to its zonal and meridional extents, data suggest values of 1500 km and 500 km, respectively.

Key words: Llanos Venezolanos low-level jet, Choco Jet, northern South America low-level jets, precipitation in Venezuela Plains, vertical wind shear.

1. Introducción

La radiación solar proveniente del sol es la principal fuente de energía para los movimientos atmosféricos. Esta energía solar es absorbida por los diferentes constituyentes de la atmósfera, los océanos, la tierra sólida, los hielos permanentes y los sistemas vivos y luego es transformada y almacenada en diferentes formas de energía. Los fenómenos atmosféricos son manifestaciones de esta energía, de sus transformaciones y de sus interacciones con otros sistemas en un gran rango de escalas espacio-temporales. El sistema climático posee muchas formas de transportar y almacenar energía. En este último caso, la energía está usualmente disponible y puede ser liberada dependiendo de las condiciones físicas y dinámicas del sistema y de sus interacciones con otros elementos del sistema climático. La forma en que se almacena la energía en el sistema puede ser, como energía potencial (frentes fríos), energía cinética (viento, olas, corrientes marinas) o como calor latente (vapor de agua), entre otras. Uno de los mecanismos de almacenamiento de energía más interesantes, desde el punto de vista de su origen, de la estructura que adopta y por sus múltiples interacciones con otros sistemas, está asociado a las denominadas corrientes en chorro. Estas estructuras dinámicas tienen una serie de características que las distinguen (Stensrud, 1996), en especial, por el papel que juegan como moduladores del tiempo meteorológico y del clima (Stensrud, 1996; Amador, 2008).

En la parte baja de la atmósfera se observan, en diferentes épocas del año, fuertes corrientes en las regiones cercanas a Centro América y el Caribe (Amador, 1998; Amador, 2008), sobre los Llanos de Venezuela al norte de Sur América (Douglas *et al.*, 1998), al oeste de Colombia (Poveda y Meza, 1999) y en la región central de Sur América (Vera *et al.*, 2006). Estos flujos intensos tienen la particularidad de que se presentan con cierta regularidad, aunque no con absoluta periodicidad, cerca de la misma época del año y muestran propiedades y estructuras características. Amador *et al.* (2006) presentan una discusión detallada de algunas de estas corrientes, en el contexto de su importancia para el tiempo y clima regional; especialmente en lo que se refiere a la corriente en chorro de bajo nivel del Caribe (Amador, 1998) y la del Chocó (Poveda y Meza, 1999) y la relación de éstas con las fases de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). Durante los últimos años se han realizado diversos estudios a nivel regional de los efectos climáticos asociados a las corrientes en chorro de bajo nivel. Tanto en la región de América del Norte, Centroamérica, el Caribe y en Suramérica se han analizado las influencias de este tipo de fenómeno atmosférico en el comportamiento, entre otras variables, de la precipitación y la temperatura en varias escalas de espacio y tiempo (Bonner, 1968; Stensrud, 1996; Amador, 1998; Douglas *et al.*, 1998; Douglas *et al.*, 2000; Douglas *et al.*, 2005; Poveda y Meza, 1999; Amador y Magaña, 1999; Saulo *et al.*, 2000; Montoya *et al.*, 2001; Vernekar *et al.*, 2003; Garreaud y Muñoz, 2005; LaBar, 2005; Vera *et al.*, 2006; Amador *et al.*, 2006; Wang, 2007; Amador, 2008).

El trabajo pionero de Amador (1998) introdujo el concepto, estructura y dinámica de la corriente en chorro en los alisios del este (Caribbean Low-Level Jet, en inglés). Esta corriente se desarrolla en los niveles bajos (especialmente en 925, 850 y 700 hPa) en la parte central del Mar Caribe y desde mayo a junio el viento aumenta y alcanza en julio un máximo en exceso de 14 m/s en 925 hPa para luego decrecer en septiembre y alcanzar un máximo secundario en febrero (Amador y Mo, 2005; Amador *et al.*, 2005). Esta corriente en el Caribe determina la magnitud de la cortante vertical del viento (Amador *et al.*, 2000) y reduce la temperatura superficial del mar (Amador, 2008), aspectos desfavorables para el potencial desarrollo de sistemas convectivos asociados a fenómenos migratorios tropicales. Poveda y Meza (1999, 2000) reportan la corriente en chorro del occidente de Colombia o Chorro del Chocó (CHCH), el cual transporta grandes cantidades de humedad desde el Océano Pacífico hacia el interior de Colombia. El chorro del Chocó obtiene su energía del gradiente de temperatura superficial que existe entre la zona de temperaturas más frías de las aguas del Pacífico en Ecuador y Perú y las temperaturas más cálidas del Pacífico al frente de las costas de Colombia (Poveda, 2004). Este autor señala que el chorro interactúa con la topografía de los Andes occidentales y con los vientos alisios del este para favorecer la convección profunda generando grandes cantidades de precipitación en el occidente de Colombia. Hastenrath (1991) indica que cerca de las costas de Sur América (al norte del Ecuador) el régimen de vientos alisios del sur

se convierten en vientos del oeste, excepto en febrero, debido al cambio de signo de la fuerza de Coriolis y al gradiente de temperatura tierra-océano, entre otros elementos.

Virji (1981) y Paegle y Zhang (1987) plantean que la Corriente en Chorro de Capas Bajas de Suramérica (CCSA) es un factor importante del clima en el continente, transportando grandes cantidades de humedad desde el Amazonas hacia la Cuenca de la Plata al norte de Argentina (South America Low Level Jet SALLJ, en inglés). La CCSA es responsable del transporte de calor y humedad hacia el sur, alcanzando un máximo de viento alrededor de los 850 hPa (Seluchi y Marengo, 2000). Este chorro atraviesa el continente entre los 15 y los 30°S y se posiciona justo al este de la cordillera de Los Andes (Saulo *et al.*, 2000; Marengo *et al.*, 2004, y referencias allí citadas). Algunos trabajos han identificado un subconjunto de casos en que el CCSA adquiere una penetración más meridional y consecuentemente la precipitación, que se observa en la región de salida de esta corriente en chorro, impacta fundamentalmente el balance hídrico sobre la Cuenca del Plata (Salio *et al.*, 2002). Estos casos particulares (denominados Chaco Jets por Nicolini y Saulo, 2000) se encuentran fuertemente ligados al desarrollo y profundización de la Baja del Noroeste Argentino (BNOA), que es un sistema de baja presión de origen térmico-orográfico que fue originalmente identificada por Schwerdtfeger (1954) y posteriormente estudiada con mucho mayor detalle por Lichtenstein (1980).

Algunas de estas corrientes en chorro han sido relativamente poco estudiadas y a pesar de que se han llevado a cabo experimentos para determinar algunas de sus características, su estudio está aún lejos de ser completo. En el año 2001 la Red de Sondeos del Programa de Estudios del Clima Panamericano (PACS-SONET, en inglés), cumpliendo con los objetivos de monitorear el flujo de viento y la variabilidad sobre el continente del Norte de América del Sur, estableció una estación de observaciones de globo piloto en el corazón de los Llanos Venezolanos, LLV (Douglas *et al.*, 2005). De estas observaciones durante un período de tres años, el aspecto más relevante es la presencia casi constante de una corriente en chorro de bajo nivel en los registros durante las mañanas de la época seca (noviembre-abril). En febrero de 2005 se efectuaron observaciones en horas de la tarde, las cuales mostraron cambios importantes en este rango diurno. Douglas *et al.* (2005) utilizando los datos del NARR (North American Regional Reanalysis, con resolución espacial de 32 km y resolución temporal de 3 horas) en un área considerable de los LLV, estudiaron la estructura vertical del chorro confirmando fuertes cambios diurnos. En Douglas *et al.* (2005) se plantea una diferencia bien definida en los vientos del este sobre el Caribe, los que presentan una variación diurna débil en relación con el flujo sobre los LLV, el cual mostró una fuerte variación diurna.

Los datos de reanálisis del NCEP-NCAR (National Center for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research, Kalnay *et al.*, 1996) muestran la existencia de una corriente en chorro nocturna en los LLV durante el verano austral (Douglas *et al.*, 2005; LaBar, 2005). En el estudio de LaBar (2005) se comparan los datos de las observaciones de globo piloto en la estación de San Fernando de Apure (SFA) con resultados del NARR y se determina la temporada del año y la altitud para la cual el viento se presenta con mayor intensidad (en la tabla 1 se pueden observar las características de esta estación).

Tabla 1: Estaciones de radiosondeo (r), globo piloto (p) y de superficie (s) que fueron utilizadas en esta investigación. (OMM, Organización Meteorológica Mundial).

| Código OMM | Estación | Elevación (msnm) | Latitud (°N) | Longitud (°W) |
|------------|-------------------------------------|------------------|--------------|---------------|
| 80444 | Ciudad Bolívar ^p | 43 | 8.14 | 63.50 |
| 80450 | San Fernando Apure ^{r p s} | 47 | 7.78 | 67.64 |
| 80448 | Guasdalito ^p | 130 | 7.14 | 70.48 |
| 80413 | Maracay ^p | 436 | 10.15 | 67.39 |

Por otra parte, se señala además que hay formación de convección profunda en la salida de esta corriente en chorro y en las cercanías de la posición que presenta la ZCIT durante el invierno austral (Douglas *et al.*, 2005; LaBar, 2005). Vernekar *et al.* (2003) consideran que debido a la variación diurna del enfriamiento y calentamiento en los LLV se producen cambios en la mezcla vertical de momento horizontal del aire, resultando que se presente en horas tempranas de la mañana una capa delgada de fuertes vientos. Estos autores han estudiado varios chorros de bajo nivel en Suramérica y la influencia que estos ejercen en el clima durante el verano austral, encontrando áreas donde se experimentan corrientes en chorro de bajo nivel (CCBN) nocturnos simultáneos a eventos máximos de precipitación nocturna. En vista de la importancia que tienen estas corrientes en la distribución de variables atmosféricas, el objetivo primordial de este trabajo es documentar los principales rasgos, la estructura y variabilidad espacio-temporal de la Corriente en Chorro al Norte de Suramérica (CCNSA), con datos de observaciones de globo piloto y radiosondeos disponibles en la región de los LLV (figura 1).

En trabajos anteriores como el de Douglas *et al.* (2005) se analizan los promedios mensuales de la variación temporal de la CCNSA cada 3 horas entre las 00:00 y 21:00 UTC durante enero-abril 2003, además se estudió la estructura vertical a las 12:00 UTC en marzo de 2003. En esta investigación, se analizan además, aspectos de la variación interanual, su media anual, algunos de sus rasgos intraestacionales y el ciclo diurno de la CCNSA para los años 2001-2007 con los datos antes mencionados, datos de estaciones meteorológicas y de los del NCEP-NCAR. Por otra parte se analiza si esta corriente en chorro podría estar influenciada en su evolución por mecanismos atmosféricos presentes en la región de estudio o fuera de ella (ver sección siguiente) y se investigan algunos de los efectos que puede generar en el comportamiento de variables atmosféricas como la precipitación y la temperatura en la región de los LLV.

2. Área de estudio

Venezuela se encuentra ubicada al norte de América del Sur, entre 1-12°N y 60-74°W, con una extensión territorial de 950.000 km² (figura 1). Velásquez (2000) propone que el territorio venezolano puede dividirse de acuerdo a su topografía, en las siguientes regiones: a) la depresión del lago de Maracaibo, región húmeda y extremadamente cálida, b) el sistema de Coro, zona tórrida que se extiende desde la depresión del lago de Maracaibo, hasta el Golfo Triste; c) la región de los Andes donde se ubica el Pico Espejo (5007 m) y otras cumbres importantes; d) los Llanos y región Deltaica; e) la cordillera Central y Oriental y f) sur del Orinoco comprendiendo la Gran Sabana del Caroní, ubicada al sureste, donde se encuentra el Salto Ángel. Para este estudio, la región de interés cubre Los LLV con un área territorial de 280.000 km², lo que representa un tercio del territorio venezolano. Esta región está caracterizada por grandes extensiones de tierras planas y de poca presencia de elevaciones con respecto al nivel del mar, además de presentar un clima tropical lluvioso y de altas temperaturas con una estación seca bien definida desde diciembre a mayo (Velásquez, 2000). Debido a la gran extensión de la región de los Llanos y a las características topográficas, se definen tres subregiones de gran interés para esta investigación: 1) Los Llanos altos, por la proximidad a las cordilleras de las costa y de los Andes, con altitudes que alcanzan más de 200 metros sobre el nivel del mar (msnm); 2) Los Llanos bajos, que se extienden a lo largo de la ribera de los ríos Apure y Orinoco, con altitudes que están por debajo de los 100 msnm y 3) Los Llanos centrales, conformado por los estados Cojedes, Guárico, Anzoátegui y Monagas. Esta zona de los LLV presenta una variabilidad topográfica importante donde las montañas pueden alcanzar hasta los 400 msnm.

3. Características climáticas de la zona de estudio

Velásquez (2000) basándose en los regímenes de precipitación, los patrones de las temperaturas y la entrada y salida de la estación lluviosa para el período 1961-1999, divide el territorio venezolano en tres regiones, la primera de ellas es la región noroeste que comprende el Lago de Maracaibo, el oeste y el suroeste de la Cordillera de los Andes. Esta región presenta una característica de la precipitación muy

importante, una distribución bimodal, la cual se descarta ser el resultado de la migración de la ZCIT en su doble paso por Venezuela (Velásquez, 2000). Poveda y Meza (1997) encontraron que la distribución anual de la precipitación sobre los trópicos en América del Sur está primordialmente influenciada por la posición de la ZCIT, siendo los principales mecanismos de control, la presencia de la cadena montañosa de los Andes, la región del este del océano Pacífico tropical, la parte oeste del Atlántico tropical y las circulaciones atmosféricas sobre el Amazonas. La segunda es la región del Sistema de Coro y el norte de la Cordillera Central con un patrón de precipitación poco definido, mostrando a pesar de ello los meses al final del año como los de mayor precipitación, producto del reforzamiento del flujo alisio (Goldbrunner, 1984; Pulwarty *et al.*, 1992). La tercera región comprende los Llanos y el sur del Orinoco con una distribución unimodal de la precipitación, con un máximo en la parte ecuatorial de la Cordillera Central y la Cordillera Oriental desde mayo hasta noviembre; esta región se diferencia del resto debido al acumulado anual que va desde 1160 mm a 550 mm (Velásquez, 2000).

Pulwarty *et al.* (1998) en su estudio sobre clima regional, localizaron la distribución unimodal (con un máximo en agosto) principalmente en el centro y este del territorio y la bimodal (con picos en Mayo-Junio y en Septiembre-Noviembre, con un mínimo en Julio-Agosto) al noroeste del territorio. Aún cuando esta reducción de la precipitación de Julio-Agosto semeja el veranillo típico de la región de Centro América y sur de México (Magaña *et al.*, 1999), no existe, hasta donde se conoce, una explicación sobre su posible aparición u origen en esta región venezolana. Rojas y Alfaro (2000) utilizando el Sistema de Modelado Estadístico de los Océanos - SIMOC (Repelli, 1996), encontraron hasta 18 prototipos de distribución anual de la precipitación. Un análisis de los meses del inicio del período lluvioso y su duración, señala exactamente el movimiento de la ZCIT desde el sur hacia el centro del país (Goldbrunner, 1984). En otras escalas de tiempo, Velásquez (2000) correlaciona los modos de variabilidad interanual y estacional de las temperaturas extremas y la precipitación, con los diferentes índices oceánicos (Niño 1+2, Niño 3, Niño 4, Caribe, Atlántico tropical norte y sur), encontrando que en la región de los Llanos cuando la precipitación disminuye (aumenta), hay anomalías positivas (negativas) del viento en el Caribe, por lo cual el mecanismo que podría dominar las precipitaciones en esta zona puede ser debilitado (reforzado) por la variabilidad del viento. Además en esta región, la migración estacional de la ZCIT, posiblemente representa uno de los mecanismos físicos que determinan la entrada y salida de la estación lluviosa.

4. Datos y métodos

Se utilizan los datos de las observaciones de globo piloto disponibles en el sitio web del PACS-SONET (www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/web/VENEZUELA2005/) desde el año 2001 en la región central de Venezuela (tablas 1 y 2), de igual forma se usan datos de radiosondeos (tabla 1), datos del NCEP-NCAR y datos de estaciones meteorológicas (tabla 1). La presente investigación se enfoca en los meses enero-marzo de los años 2001-2007, por ser el período donde este fenómeno presenta los eventos más intensos del flujo, así como en algunos estudios de casos que podrían estar asociados a otros tipos de cambios atmosféricos presentes en la zona de interés. Otras investigaciones han analizado promedios mensuales del viento de los datos del NARR; Douglas *et al.* (2005) analiza los meses enero-abril para el año 2003 con datos cada 3 horas a partir de las 00:00 hasta las 21:00 UTC, así como niveles en la vertical entre los 1000 y 500 hPa para marzo 2003; sin embargo, en este trabajo se utilizan datos diarios de observaciones de globo piloto en el período antes señalado y datos de radiosondeo para el año 2007 para analizar la magnitud del viento (m/s), además de contar con observaciones de globo piloto para el mes de marzo 2005 en cuatro estaciones en diferentes puntos en la región de los LLV (figura 1) y a varias horas de observación durante el día (tabla 2).

4.1. Globo piloto PACS-SONET

Se dispone en gran parte de información suministrada por el PACS-SONET. Este programa es un proyecto de investigación financiado por la Oficina de Programas Globales de la NOAA, donde el objetivo principal fue determinar la circulación atmosférica asociada a los eventos secos y húmedos en Centro

América durante la temporada lluviosa (Peña y Douglas, 2002). La configuración original de PACS-SONET consistió en 12 estaciones de globo piloto. Las estaciones fueron establecidas durante abril y mayo de 1997 en México, Nicaragua, Costa Rica, Panamá, Colombia, Ecuador y Perú, junto con una estación de globo piloto y radiosondeo en la isla del Coco en el Pacífico oriental. En abril de 2007 esta red de estaciones realizó observaciones con el fin de determinar la circulación atmosférica asociada a los eventos secos y húmedos sobre México, Centro América y Suramérica durante la temporada lluviosa (Douglas *et al.*, 1998, 1999, 2000). En marzo del 2001 se estableció una estación más en Venezuela, en SFA (figura 1, tabla 1), un lugar plano en los Llanos al norte del río Orinoco. Con esta información se logró estudiar el comportamiento de la dirección y magnitud del viento sobre la mencionada región venezolana.

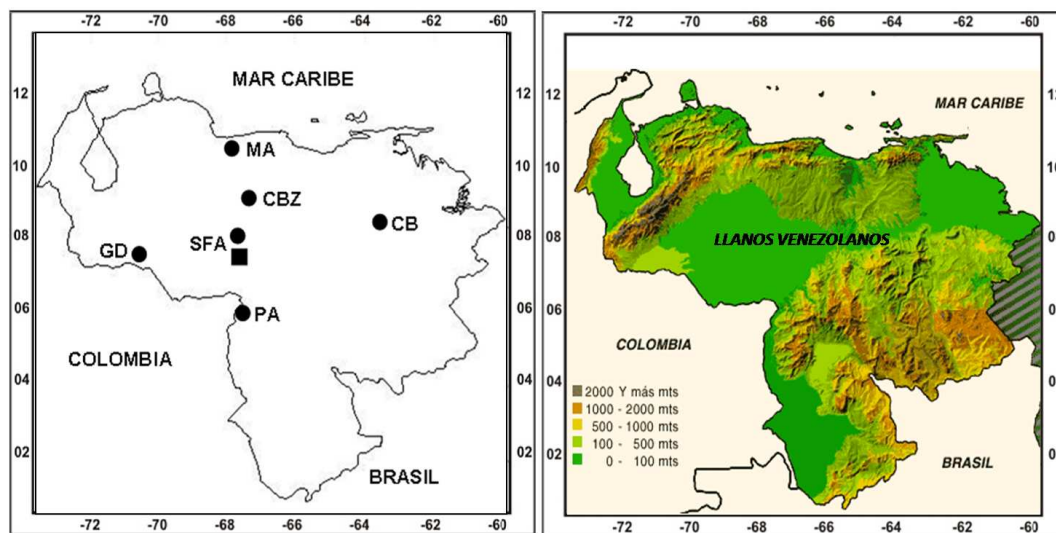


Figura 1: a) Ubicación geográfica de las estaciones de globo piloto utilizadas en este estudio y b) mapa topográfico del territorio venezolano indicando las elevaciones con respecto al nivel del mar. Nótase que en la región de los Llanos Venezolanos las elevaciones están entre los 0 y los 250 msnm.

Tabla 2: Estaciones de globo piloto utilizadas por el PACS-SONET durante el experimento en los LLV en Marzo de 2005. Las horas en que se realizaron las observaciones durante el período de 5 días varían mucho de estación a estación, sin embargo, hay observaciones cerca de las 0000, 0400, 0700, 1000, 1300, 1600, 1800, 2000, 2200, hora local, aproximadamente. (OMM, Organización Meteorológica Mundial).

| Código OMM | Estación | Observaciones por día |
|------------|--------------------|-----------------------|
| 80442 | Calabozo | 12 |
| 80444 | Ciudad Bolívar | 12 |
| 80450 | San Fernando Apure | 12 |
| 80413 | Maracay | 12 |
| 80448 | Guasdualito | 12 |
| 80457 | Puerto Ayacucho | 12 |

Las observaciones en Venezuela se realizaron diariamente desde el año 2001 hasta el 2006 a las 12:00 UTC (07:30 HL: hora local de Venezuela). Para el año 2002 se estableció una estación más en Ciudad Bolívar (CB, ver figura 1). En marzo de 2005 se tomaron como punto de referencia siete estaciones pertenecientes al Servicio de Meteorología de la Aviación Militar Nacional Bolivariana de Venezuela (SERMETAVIA); ver tabla 2. Estas observaciones del 2005 corresponden al experimento denominado La Corriente en Chorro a Niveles Bajos de los LLV 2005 del PACS-SONET. Este experimento tenía como objetivos primordiales: 1) Determinar las variaciones diurnas de la corriente en chorro a niveles

bajos que han sido observadas en SFA durante los últimos años por medio de mediciones de globo piloto, 2) determinar la estructura de esta CC utilizando una red de 7 estaciones de globo piloto, 3) validar la estructura e intensidad de la CC descrita por recientes análisis regionales (Vernekar, 2003; Douglas *et al.*, 2004) y 4) fortalecer el interés en mediciones meteorológicas en Venezuela como parte de la componente educativa de PACS-SONET.

4.2. Radiosondeos en Venezuela

Con el fin de enriquecer la información meteorológica en Venezuela y cubrir áreas que no han sido observadas sistemáticamente, desde febrero de 2007 se comienzan a realizar lanzamientos de radiosondeos diariamente a las 12:00 UTC (07:30 HL) en cuatro estaciones meteorológicas (tabla 1). Esta información, suministrada por el SERMETAVIA, permite analizar el comportamiento y variabilidad del viento y la temperatura del aire con relación al CCNSA y validar la información suministrada por los datos de globo piloto del PACS-SONET, con respecto a las principales características de esta CC en los Llanos de Venezuela.

4.3. Estaciones meteorológicas

Con el objetivo de evaluar el comportamiento de la temperatura del aire durante el mes de enero de 2006 y analizar su relación con la CCNSA, se comparan las anomalías de temperatura en superficie de la estación de SFA con los datos del NCEP-NCAR en superficie.

4.4. Reanálisis de NCEP-NCAR

Se utilizan los datos de los resultados del NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), con el fin de validar el comportamiento del viento zonal y la anomalía de la temperatura del aire en 925 hPa de estos datos con respecto a los registros de viento zonal de globo piloto y anomalía de temperatura en superficie respectivamente, tomando como referencia eventos donde la CCNSA presenta cambios importantes del viento en la horizontal y en la vertical. Se analiza la componente zonal del viento cerca de 67.5°W y los 7.5°N (punto de rejilla de los datos de reanálisis más cercano a SFA), en los niveles de 925, 850, 700 hPa para enero de 2006 cada cuatro horas entre las 06:00 UTC y las 12:00 UTC (00:00 y 07:30 HL respectivamente) y se comparan con los registros en la estación SFA.

En relación con los métodos de análisis se procedió de la siguiente manera. Para evaluar el comportamiento de la circulación en niveles bajos de la troposfera se promediaron los datos diarios disponibles de las observaciones de globo piloto en la estación SFA para el período 2001-2006 y 2007 para los datos de radiosondeo. Estas observaciones corresponden a las 12:00 UTC (07:30 HL). Una vez que se obtuvo la información básica, se realizó un control de calidad de la misma y seguidamente se analizaron los perfiles verticales del viento (m/s) durante los meses de enero, febrero y marzo de los años ya mencionados.

5. Estructura de la corriente en chorro de bajo nivel al norte de Sur América

5.1. Condiciones medias

En esta sección se describen las características generales de la CCNSA, tomando como referencia las observaciones de globo piloto en SFA del período 2001-2006 a las 12:00 UTC. En la figura 2 se muestra la estructura vertical de esta corriente en chorro, la cual presenta un máximo de la velocidad del viento en los 925 hPa (~700 m sobre la estación) con un valor medio cercano a los 11 m/s. Una vez que el flujo alcanza el máximo comienza a debilitarse en la vertical presentando un mínimo relativo entre los 850-700 hPa (2000-3000 m). La cortante vertical puede ser un factor importante a la hora de evaluar la relación que ésta tiene en la formación de procesos convectivos (Amador, 1998; Amador y Magaña, 1999), lo cual es también aplicable a la estructura observada en la región de los LLV. Douglas *et al.* (2005) señalan, mediante los resultados del NARR de mapas de la velocidad horizontal del viento, un

rápido debilitamiento del viento con la altura, con condiciones de viento calmo cerca de los 700 hPa. En este aspecto ambos resultados son consistentes.

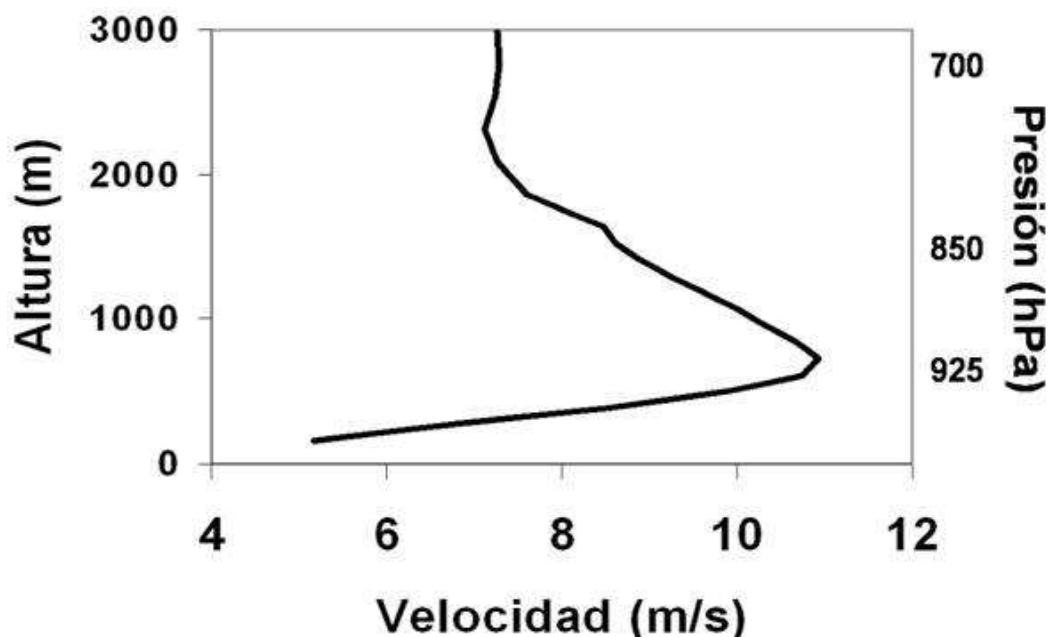


Figura 2: Promedio anual del viento (m/s) en San Fernando de Apure (SFA) ubicado en el centro de los LLV. Los datos corresponden a las observaciones de globo piloto de las 12:00 UTC, período 2001-2006. Obsérvese que el máximo de viento se ubica en los 925 hPa con un valor promedio de 11 m/s, luego este máximo disminuye en altura hasta alcanzar un mínimo entre los 800 y 750 hPa con un valor de 7 m/s aproximadamente.

De acuerdo a los aspectos y variaciones más relevantes que presenta la CCNSA se destacan las siguientes características que evidencian la presencia de este fenómeno atmosférico: 1) viento predominante del este con una magnitud mayor o igual a los 10 m/s en el nivel de 925 hPa; 2) fuerte cortante vertical mayor o igual a los 6 m/s entre 200 y 800 m, es decir del orden de 1 m/s cada 100 m; 3) componente zonal mucho mayor a la componente meridional y dirección predominante del este. 4) máximo de viento que se refleja durante la época seca en Venezuela. Esta corriente en chorro se manifiesta desde principios del mes de septiembre hasta el mes de abril (estación seca), con una mayor intensidad del flujo en los meses de enero a marzo (ver apartado 5.1c). Stensrud (1996) plantea 5 criterios que explican los mecanismos de formación y evolución de las CCBN, a) oscilación inercial, b) profundidad baroclínica, c) efectos del terreno, d) forzamientos isobáricos y f) desplazamiento vertical de la parcela, sin embargo, ninguno de estos está claramente definido para el caso de la CCNSA debido a la falta de información en la región.

5.2. Variabilidad temporal y espacial de CCNSA

Se presenta en esta sección, una descripción de las principales características en las escalas temporales (diurna, intraestacional, anual e interanual) y espaciales asociadas a la CCNSA. El estudio se enfoca en la época seca, durante los meses enero-marzo del período 2001-2007, ya que en estos meses se presentan los valores máximos del viento en los niveles entre los 925 y 850 hPa. Se analizan las observaciones de globo piloto de la base de datos histórica del PACS-SONET en SFA ya que al encontrarse en el corazón de los LLV presenta las características geográficas óptimas para evaluar el comportamiento de este fenómeno atmosférico; además de encontrarse en la zona más baja de la región llanera y contar con los registros más consistentes de observaciones. El período de disponibilidad de los datos de globo piloto es de enero de 2001 hasta diciembre de 2006, donde los años 2002, 2004, 2005, 2006 representan el 82 % de la información disponible. Se cuenta además con los datos de los radiosondeos para el año 2007.

a) Ciclo diurno

Basados en los registros obtenidos del experimento del PACS-SONET del 19 al 24 de marzo 2005 en la región de los LLV, se analiza el comportamiento de la circulación en 4 de las 5 estaciones de globo piloto, SFA a las 12:00 UTC y 20:00 UTC ubicada en la parte central de los llanos, CB a las 11:00 UTC y 19:00 UTC en la parte oriental, Guasdualito (GD) a las 11:00 UTC y 20:00 UTC en la parte occidental y Maracay (MA) a las 11:00 UTC y 20:00 UTC ubicada en la parte más al norte (figura 1). Se tomaron los datos disponibles para las horas antes mencionadas y se promediaron con el fin de comparar las horas tempranas del día con las de la tarde. De la figura 3, se puede observar una variación diurna (rango) bien marcada de esta CCBN, la cual presenta un máximo del flujo entre las 11:00 y 12:00 UTC (07:00 y 08:00 HL respectivamente) en las estaciones de GD, CB y SFA con valores iguales o mayores a los 15 m/s en los 925 hPa. Los registros en MA reflejan una intensidad del viento menor a los 7-8 m/s cerca de los 850 hPa a las 11:00 UTC, indicando poca presencia de vientos fuertes asociados a la corriente en chorro, en especial si se compara su perfil con el de las 20:00 UTC. Analizando los registros de las 19:00 y 20:00 UTC (03:00 y 04:00 HL) la estación CB es la que presenta una magnitud más alta en niveles bajos de la tropósfera con relación al resto, valores que alcanzan hasta los 12 m/s en 925 hPa.

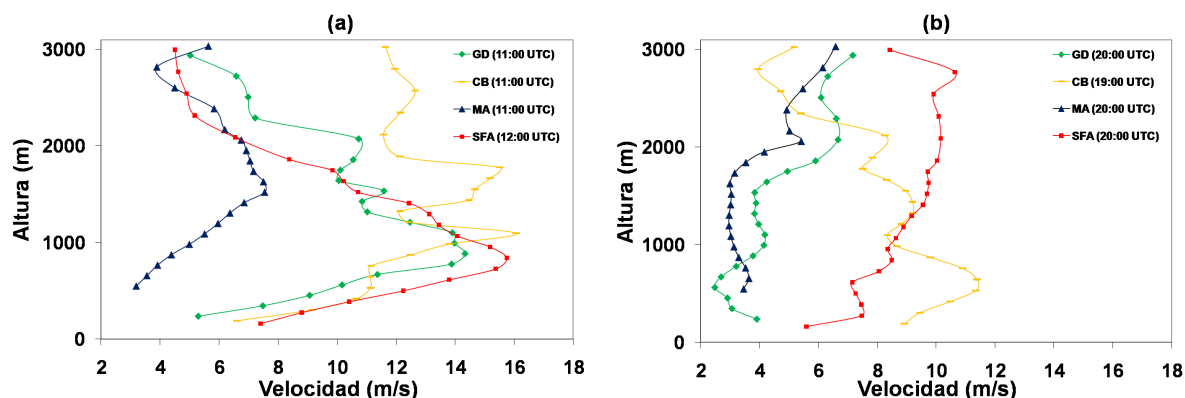


Figura 3: Perfiles verticales de la velocidad del viento (m/s) durante el experimento del PACS-SONET en San Fernando de Apure (SFA), Guasdualito (GD), Ciudad Bolívar (CB) y Maracay (MA); período del 18 al 24 de marzo 2005, de a) observaciones entre las 11:00 y 12:00 UTC, b) observaciones entre las 19:00 y 20:00 UTC. Nótese que los valores máximos del flujo corresponde a las observaciones entre las 11:00 y 12:00 UTC en las estaciones de SFA, CB y GD.

Observaciones de globo piloto en la estación GD (ver figura 4) durante otras horas del día, permiten establecer que la CCNSA presenta los valores máximos de la magnitud del viento durante las horas de la noche el cual empieza a intensificarse a partir de las 00:00 HL y alcanza un máximo entre las 11:00 y 12:00 UTC, luego alcanza un mínimo entre las 16:00 y 19:00 UTC. Este patrón se manifiesta de forma similar para las estaciones de SFA y CB (no se muestran los resultados). Douglas *et al.* (2005) comparan resultados de las observaciones de febrero 2005 en SFA en la mañana y la tarde mostrando fuertes cambios diurnos del viento zonal; así mismo, utilizan los datos de los resultados del NARR en una resolución temporal cada 3 horas para generar mapas del promedio del viento sobre los LLV, estos resultados mostraron de igual forma una fuerte variación diurna de la CCNSA.

En un contexto diferente, en el de la CCSA, Marengo *et al.* (2000) discuten algunas características de la variación diurna de los eventos CCSA durante el período enero-abril 1999, mostrando a partir de datos del reanálisis un máximo del viento en la componente meridional entre las 00:00 UTC y las 12:00 UTC y un mínimo alrededor de las 18:00 UTC, aunque por otra parte las observaciones de globo piloto indican una componente meridional más intensa a las 10:30 UTC. Utilizando un modelo ETA con condiciones laterales de frontera dadas por los datos del NCEP-NCAR, Vernekar *et al.* (2003) establecen con gran detalle la estructura de la CCBN sobre Venezuela, Colombia y Guyana asociada a la CCSA durante los

meses de Enero-Marzo del verano austral. Esta corriente en chorro presenta una fuerte variabilidad diurna con un máximo en las horas de la noche. La CCSA al este de las montañas de los Andes proporciona aire húmedo cálido desde la zona del Amazonas hasta la región del Gran Chaco. La convergencia de humedad en la región de salida del chorro genera condiciones favorables para la precipitación, por lo tanto la precipitación sobre esta región presenta una fuerte variabilidad diurna con un máximo durante la noche (Vernekar *et al.*, 2003). Así mismo, estos autores establecen que la velocidad del viento en el núcleo del chorro se incrementa desde horas muy tempranas de la mañana y se debilita durante las primeras horas de la tarde.

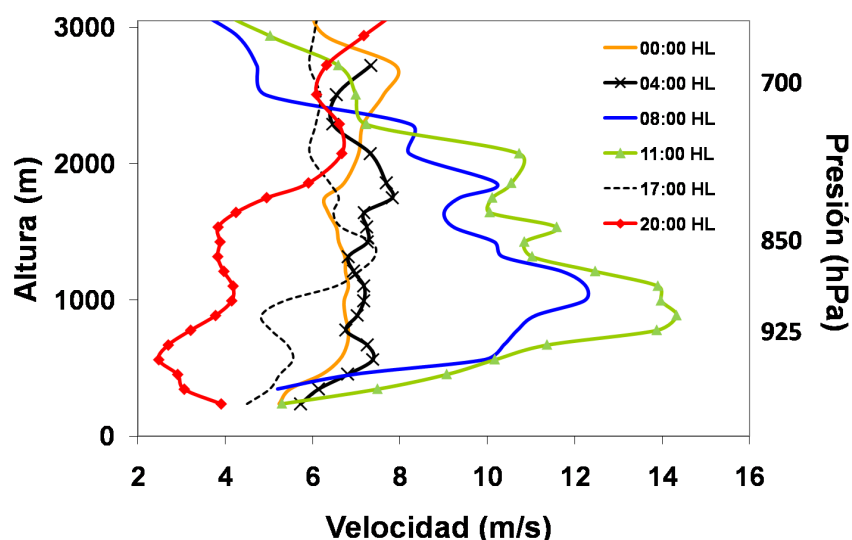


Figura 4: Ciclo diurno del viento (m/s) en la estación de Guasualito (GD). Los datos corresponden a las observaciones de globo piloto durante el experimento del PACS-SONET del 18 al 24 de marzo de 2005 en los LLV. A fin de mostrar el ciclo diurno de la CCNSA (Corriente en Chorro del Norte de Sur América) se promediaron los registros para estos días y sólo se graficaron seis horas diferentes de todas las observaciones disponibles.

b) Variabilidad intraestacional

Para evaluar el comportamiento del flujo del viento durante el período enero- marzo (figura 5), meses en los que se presentan los registros de mayor intensidad de la CCNSA, se promediaron los valores entre los 700 y 1500 msnm (950 y 830 hPa aproximadamente) cerca del valor máximo diurno (12:00 UTC).

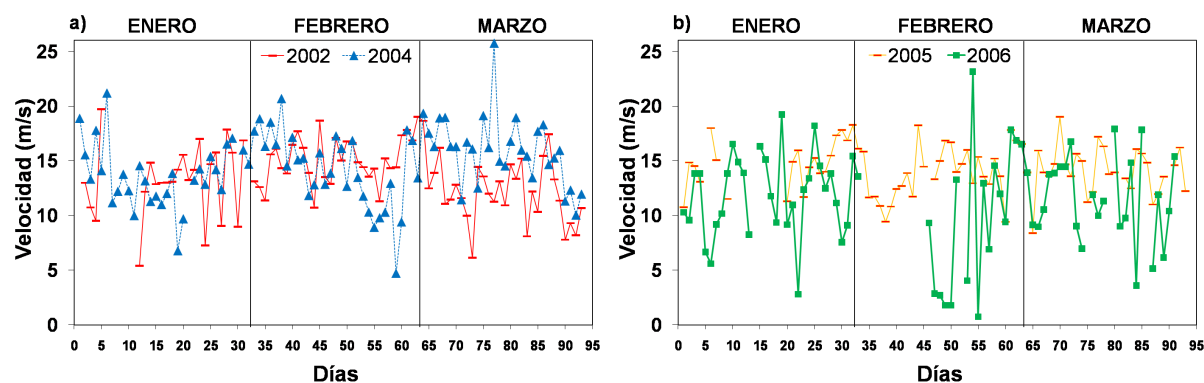


Figura 5: Viento (m/s) en la capa entre los 750 y 1500 msnm en San Fernando de Apure (SFA) para a) enero-marzo (2002 y 2004), b) enero-marzo (2005 y 2006). Los datos corresponden a las observaciones de globo piloto de las 12:00 UTC.

La serie de tiempo de las observaciones de globo piloto en SFA a las 12:00 UTC (08:00 HL), permite establecer el patrón intraestacional de esta CC para los años 2002, 2004, 2005 y 2006 (para el año 2003 no hay datos disponibles durante este período enero-marzo). Obsérvese la fuerte variabilidad que presenta el viento con valores máximos (mínimos) que cambian de intensidad de un día a otro y además el hecho de que estos casos pueden mantenerse por varios días (el mes de febrero 2006 presenta los valores más bajos). En la figura 5 se observan además, los fuertes cambios que presenta el viento en esta capa, donde el flujo alcanza por momentos valores máximos entre los 20-25 m/s y en otros casos valores menores a los 5 m/s; es decir, esta CCBN desaparece casi por completo, indicando que la energía asociada al chorro se ha disipado o transformado. Algunos de estos casos se analizarán más adelante con la finalidad de estudiar la relación que estos eventos puedan tener con el comportamiento de otras variables atmosféricas como la temperatura del aire en superficie en la región de estudio. Los casos donde la CCNSA alcanza valores mínimos más relevantes se presentan para el año 2006, más específico aún, para el mes de febrero que presenta 5 días donde el chorro registró valores por debajo de los 5 m/s en esta capa (figura 5a).

En la figura 6, se muestra el promedio del viento de la capa entre los 700 y 1500 msnm y el porcentaje de los datos disponibles, para los años analizados en la figura 5. En esta misma figura 6, se puede apreciar una variabilidad intraestacional bien marcada por máximos y mínimos entre los 18 y 9 m/s, respectivamente. Por otra parte la figura 7 refleja la ubicación promedio del máximo de viento para la misma capa señalada, así como los mínimos superior e inferior durante este período. De esta figura se puede detectar como, en promedio, el máximo se mantiene de forma relativamente constante en los 925 hPa, y en ocasiones se desplaza en la vertical hasta niveles muy cercanos a los 850 hPa.

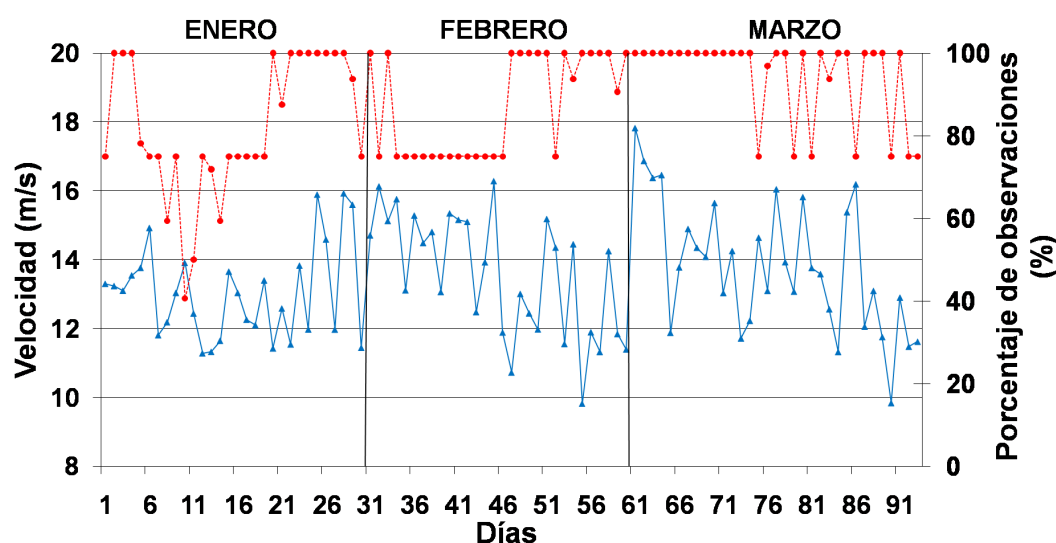


Figura 6: Viento (m/s) entre los 750 y 1500 msnm en San Fernando de Apure (SFA). Los valores mostrados (línea continua a puntos) son promedios de los datos correspondientes a las observaciones de globo piloto de las 12:00 UTC, período enero-marzo (2002, 2004, 2005, 2006). En el eje horizontal a la derecha de la gráfica, se muestra el porcentaje de las observaciones disponibles (línea a puntos).

Algunos estudios analizan los efectos que tienen estas corrientes en otros sistemas atmosféricos, como los que tiene la CCBN en el Caribe y la cortante vertical del viento para el potencial desarrollo de sistemas convectivos asociados a fenómenos migratorios tropicales, o la intensidad de la corriente y aspectos básicos de su dinámica como los problemas de estabilidad del flujo (Amador 1998). Otros autores analizan los problemas de interacción del flujo con la topografía de Centro América y Sur de México, la cual posee características que favorecen la evolución de perturbaciones que producen importantes efectos en la precipitación regional (Amador, 1998; Amador y Magaña, 1999). Por otra parte Vernekar *et al.* (2003) observa, utilizando los resultados del modelo ETA, que las corrientes en chorro de niveles bajos al oeste

de la Cordillera Andina y sobre las Altas Guyanas en el norte de Suramérica muestran correlaciones importantes entre los episodios intensos del chorro y los episodios intensos de la precipitación, con períodos de 20 días aproximadamente.

c) Ciclo anual

En la figura 8, se muestra el ciclo anual del viento en SFA, obtenido de los datos de las observaciones de globo piloto a las 12:00 UTC en la capa entre los 700 y 1500 msnm, período 2001-2006, así como la precipitación cada quince días para esta misma estación y mismo período (del año 2003 no se tiene información de globo piloto, por lo tanto la precipitación para este año no se toma en cuenta). Este análisis tiene como finalidad estudiar y discutir estos resultados del comportamiento del flujo en el contexto de la época seca y lluviosa en la región de los LLV.

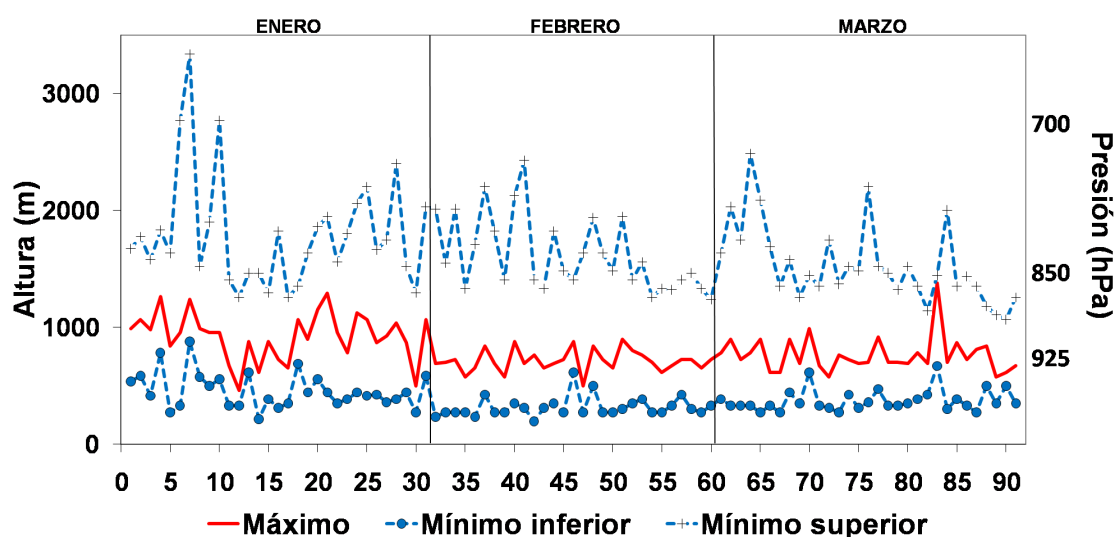


Figura 7: Nivel del máximo de viento (m/s), mínimo superior y mínimo inferior respectivamente. Se grafica el promedio del período enero-marzo (2002, 2004, 2005 y 2006) de las observaciones de globo piloto a las 12:00 UTC.

En la figura 8 se aprecia que el ciclo anual de este fenómeno está bien definido, con máximos de viento en esta capa desde noviembre hasta abril (estación seca) con valores superiores a los 16 m/s en enero y a los 14 m/s para febrero y marzo. De mayo a octubre (estación lluviosa) el flujo presenta valores menores a los 12 m/s (excepto junio), siendo agosto y octubre los meses que presentan el mínimo de viento. Se destaca además, una fuerte cortante vertical en el período noviembre-abril (época seca), con una disminución importante de este parámetro entre abril y mayo, correspondiente a la época de transición de la temporada seca a la lluviosa. De mayo en adelante hasta septiembre-octubre, la cortante en esa misma capa es débil, posibilitando la formación de nubes convectivas, lo cual se puede apreciar en los registros de precipitación cada quince días, indicando que la época de lluvia se extiende desde mayo hasta noviembre en la zona de SFA. La época de transición hacia la temporada seca está tipificada por un aumento gradual de la cortante vertical del viento entre estos niveles. Estos resultados contrastan con los de Douglas *et al.* (2005) que muestran, con datos del viento zonal de las observaciones de globo piloto para el período 2001-2003, la presencia cuasi constante de una CCBN en los LLV, en la temporada seca (noviembre-abril). Así mismo, en este trabajo se destaca que el viento zonal (magnitud del viento) es más fuerte en febrero (época seca) con valores sobre 15 m/s y se debilita presentando un mínimo en agosto (época lluviosa). El comportamiento del viento, a pesar de no corresponder a la misma época, tiene un patrón similar a lo discutido por Poveda (2004), estableciendo que los vientos del CHCH exhiben un marcado ciclo anual, siendo más fuertes en los meses de septiembre-noviembre y más débiles durante los meses de febrero-marzo.

d) Variabilidad interanual

En la figura 9 se muestra la serie temporal del viento, a través de una gráfica de dispersión que corresponde a los valores medios entre los 700 y 1500 msnm, para los meses de enero, febrero y marzo en SFA (2002, 2004, 2005 y 2006) a las 12:00 UTC. Los meses corresponden a la época seca de los LLV y es importante mencionar que se presentan períodos para los cuales la información de globo piloto está incompleta (los porcentajes de datos faltantes de la serie mensual en la capa se muestran en la figura 6). El comportamiento del viento durante estos años indica que el máximo se presenta para el mes de marzo 2004 y el valor mínimo para febrero 2006 (figura 9). En general para el año 2006, el viento muestra un comportamiento más débil en comparación a los otros años, con valores por debajo de los 12 m/s. La razón por la que el flujo disminuye de intensidad no está claro y constituye un aspecto a investigar. Mora y Amador (2000) analizan el comportamiento del chorro de bajo nivel en el Caribe con diferentes eventos del ENOS, estableciendo que la región donde se localiza la corriente en chorro experimenta, cuando se tienen condiciones cálidas, un incremento del flujo en su componente zonal, lo que se ha asociado con un posible aumento en la precipitación en la región oeste del Caribe, durante los meses del verano boreal y condiciones más estables en el lado Pacífico de Centro América. Por tanto, estudiar el comportamiento de las variaciones que presenta la CCNSA con diferentes eventos del ENOS y otros fenómenos en estas escalas son aspectos que se pueden plantear para futuras investigaciones. Trabajos realizados en la región de los LLV, tales como el de Martelo y Rojas (1999), estudiaron la posible influencia del ENOS sobre el clima en los LLV, destacando que tal fenómeno no afecta por igual a todo el territorio, teniendo su máxima incidencia hacia el occidente donde aparece un retraso de la época lluviosa, correspondiendo a la idea de que el ENOS provoca sequía al norte de Suramérica.

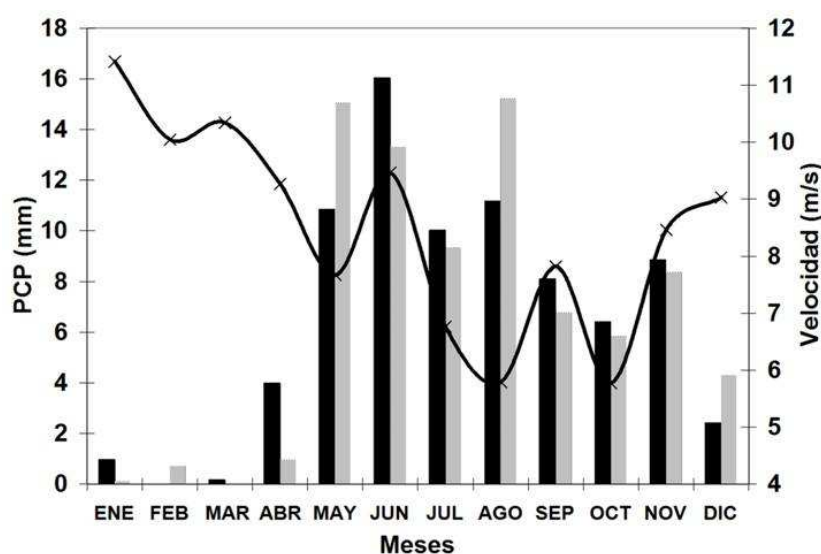


Figura 8: Ciclo anual de la precipitación cada quince días y del viento (m/s) en San Fernando de Apure (SFA). La precipitación corresponde a los datos diarios en superficie y el viento al valor medio de las observaciones diarias de globo piloto de las 12:00 UTC período 2001-2006 en la capa entre los 750 y 1500 msnm (del 2003 no se tiene información). Nótese que los valores máximos del flujo se presentan durante los meses noviembre-abril (época seca), luego se presenta un mínimo entre mayo-octubre (época lluviosa).

La variabilidad interanual de la CCNSA no ha sido tratada en trabajos anteriores. En este sentido, las observaciones muestran una fuerte variabilidad año a año, lo cual se puede apreciar en la figura 9 que presenta cambios importantes en la intensidad del viento. Vernekar *et al.* (2003) determinan que la CC justo al norte del ecuador sobre Colombia, Venezuela y Guyana acoplada a los fuertes vientos alisios durante años La Niña presenta vientos más fuertes que durante años El Niño, en comparación a la CCSA

que manifiesta características opuestas a estos resultados durante eventos del ENOS. Además la precipitación en la parte baja del Amazonas se reduce durante años El Niño y se incrementa durante años La Niña (Vernekar *et al.* 2003). Estos resultados contrastan con los de Amador *et al.* (2003), Amador *et al.* (2006) y Amador (2008), en el sentido de que la corriente del Caribe es más (menos) intensa que lo normal durante años El Niño (La Niña), mientras que la precipitación aumenta (disminuye) en el oeste del Caribe y disminuye (aumenta) en el Caribe central (Amador 2008).

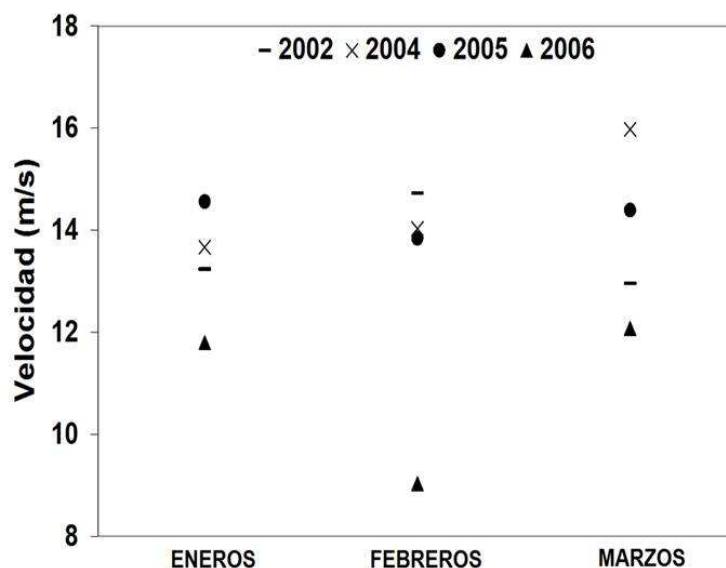


Figura 9: Gráfica de dispersión, indicando los promedios de las observaciones de globo piloto en la capa entre los 750 y 1500 msnm, para los meses enero-marzo (2002, 2004, 2005, 2006) a las 12:00 UTC. Se puede observar una variabilidad bien marcada año a año, donde el período 2006, presenta los valores mínimos, siendo febrero (2006) el valor mínimo absoluto de toda la serie.

6. Comparación de datos observados con los de NCEP/NCAR

Se utiliza la información del reanálisis (Kalnay *et al.*, 1996) para comparar los datos que corresponden a registros del viento zonal para el período de enero de 2006 cada cuatro horas tomados entre las 06:00 y las 12:00 UTC centrado en el punto de 67.5°W y 7.5°N, los niveles que se muestran corresponden a los 925, 850 y 700 hPa (figura 10). Basados en la información de las observaciones de globo piloto, donde se muestra la magnitud del viento en los niveles antes indicados, se determina que la componente zonal es la variable dominante del flujo en el área de estudio y por tal motivo se compara su comportamiento con el de los datos del NCEP-NCAR durante enero 2006. Este mes presenta eventos anómalos en el patrón del viento, con una fuerte variabilidad tanto en la vertical como en la horizontal.

El viento zonal correspondiente a los datos del NCEP-NCAR muestra valores máximos en los 850 hPa (ver figura 10). Haciendo una comparación con los registros de globo piloto, el viento presenta fluctuaciones fuertes entre los 925 y 700 hPa, con valores mayores a los del NCEP-NCAR, en que el máximo alcanza los 15 m/s para el día 24 de enero. El viento se mantuvo por encima de los 12 m/s hasta el día 29 aproximadamente. Al analizar la magnitud del viento en 925 hPa se presentan tres eventos donde el máximo está entre los 15 y 25 m/s, el primer máximo para el día 11 por encima de los 15 m/s, luego el viento disminuye hasta el día 14 por debajo de los 5 m/s, seguido de un segundo máximo para el día 15 con valores cercanos a 20 m/s. Posteriormente el viento se debilita hasta el día 20 donde se presenta el tercer máximo el cual alcanza un valor superior a los 25 m/s. Finalmente durante los siguientes días la intensidad del viento disminuye en este nivel y se presentan dos eventos de flujo máximo en los 850 y 700 hPa. A pesar de las diferencias que se pueden prever entre estos dos tipos de observaciones, se encuentra

que la variaciones en el plano vertical del NCEP-NCAR subestiman en mucho la estructura vertical de la atmósfera en esta región, aspecto de gran interés y utilidad al momento de analizar la presencia de algún evento atmosférico en la zona de estudio usando estos últimos datos.

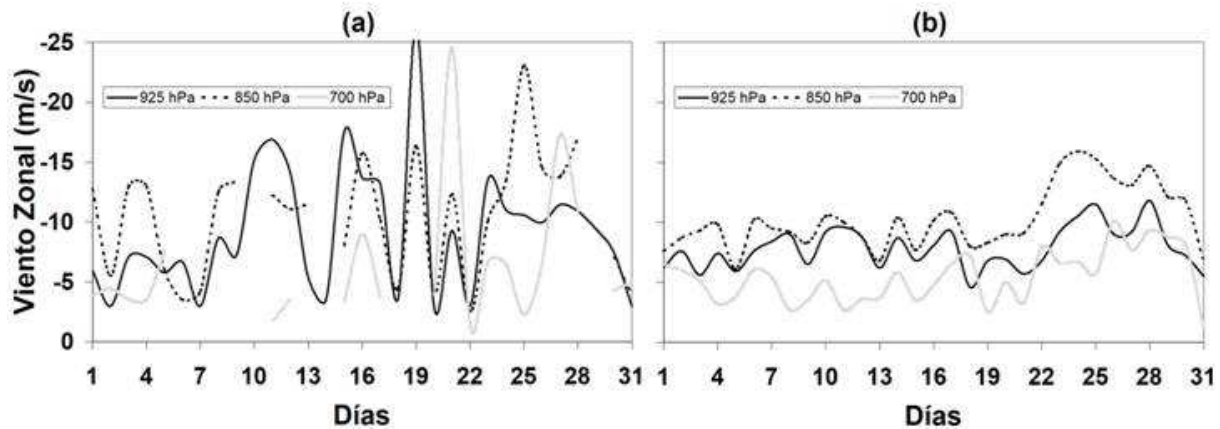


Figura 10: Viento zonal (m/s) correspondiente al mes de enero (2006) en los niveles de 925, 850 y 700 hPa para a) Datos de las observaciones de globo piloto del PACS-SONET a las 12:00 UTC y b) Datos del NCEP-NCAR cada 4 horas, promediados entre las 06:00 y las 12:00 UTC centrados en la posición 67°W y 7.5°N en la región central de los LLV.

Evaluando el comportamiento de la temperatura del aire en superficie en SFA y de los resultados del reanálisis del NCEP-NCAR para el período de enero 2006 (figura 11), se observa una importante relación entre las anomalías en superficie y las anomalías en los 925 hPa. Se detectan en este análisis, tres casos muy particulares de los resultados del reanálisis que coinciden con la información de SFA, donde se presentan cuatro picos de anomalías positivas en 925 hPa en los datos del NCEP para los días 5, 14, 25 y 27. Estas anomalías correlacionan bien en el sentido positivo con los registros en superficie para estos mismos días, aunque también se aprecian casos donde las anomalías negativas en 925 hPa coinciden con anomalías negativas en superficie.

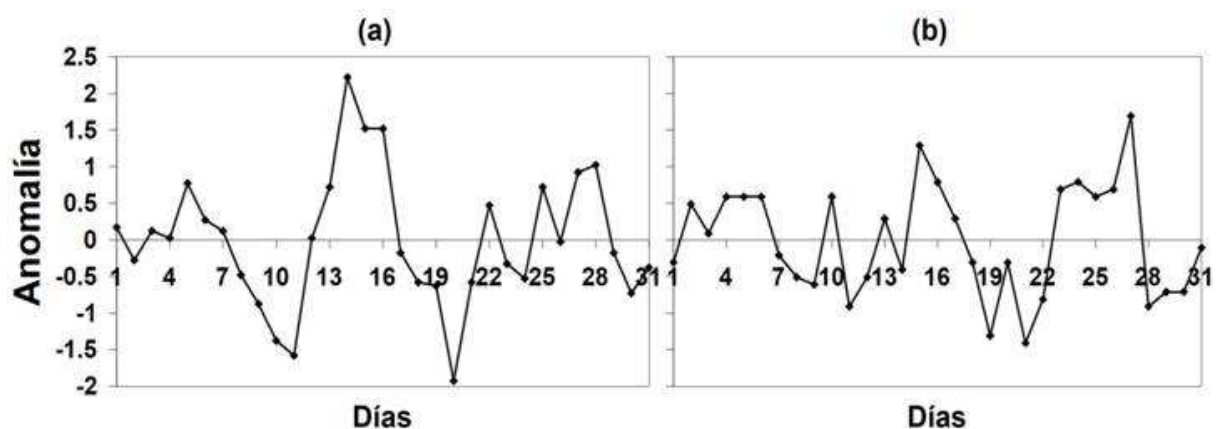


Figura 11: Anomalía de la temperatura del aire en San Fernando de Apure (SFA) para el mes de febrero de 2006 para a) anomalía de la temperatura del aire tomado del promedio cada 4 horas entre las 06:00 y 12:00 UTC de los datos del NCEP/NCAR centrado en el punto 67.5°W y 7.5°N y b) anomalía de la temperatura del aire en la estación meteorológica de San Fernando de Apure ubicada en 67.64°W y 7.78°N .

7. Comparación de datos de globo piloto y radiosondeos

Se compara la estructura de los datos de la magnitud del viento en SFA usando los radiosondeos para el año 2007 con los datos de globo piloto, período 2001-2006 (figura 12). Se puede apreciar en esta figura el comportamiento en la vertical del viento para los meses febrero y marzo, en donde claramente se observa la estructura de la CCNSA con las características ya analizadas anteriormente. El objetivo principal de esta comparación era validar la información de los datos del PACS-SONET por medio de un sistema de observaciones de mayor precisión. Se destaca de manera preliminar que los datos de radiosondeo durante estos meses capturan el máximo de viento de alrededor de 19 m/s, por debajo del nivel promedio de los años anteriores (2001-2006) calculado usando globos piloto.

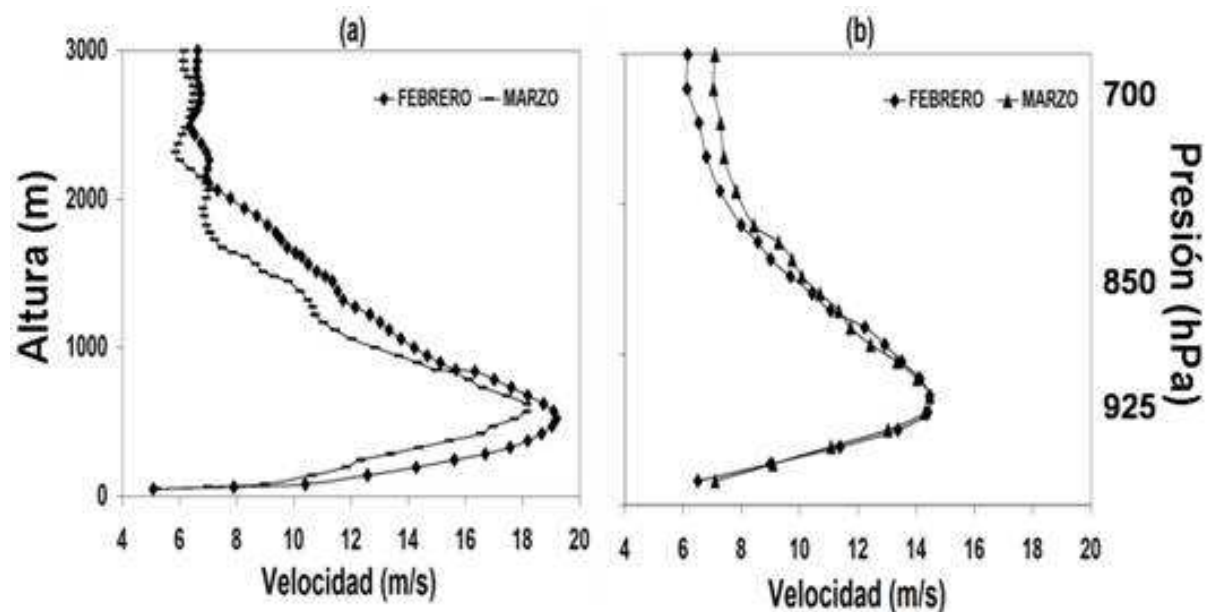


Figura 12: Perfiles verticales de la velocidad del viento (m/s) para los meses de enero y febrero en San Fernando de Apure (SFA) a las 12:00 UTC (07:30 HL) para a) radiosondeos 2007 y b) globo piloto período 2001-2006 PACS-SONET.

8. Conclusiones

En esta investigación se ha estudiado el comportamiento de la CCNSA, tomando como referencia las observaciones de globo piloto durante el período 2001- 2006 proporcionado por el PACS-SONET. De igual forma se utilizaron datos del reanálisis NCEP-NCAR y datos de las estaciones meteorológicas y de radiosondeo del SERMETAVIA. El objetivo principal de esta investigación se enfocó en estudiar la variabilidad temporal y espacial de la CCNSA y destacar episodios en donde el flujo en bajos niveles presenta cambios importantes en el tiempo y el espacio. Se validan los datos del NCEP-NCAR y se comparan con los datos en superficie y datos de radiosondeo disponibles a partir de febrero de 2007 en cuatro estaciones de Venezuela. Se describen las características generales de la corriente en chorro de bajo nivel en los LLV, promediando los datos diarios de globo piloto a las 12:00 UTC (07:30 HL) durante el período 2001-2006 en SFA. Esta corriente en chorro presenta un máximo de viento en 925 hPa con una intensidad de 11 m/s aproximadamente y una vez que alcanza el máximo se va debilitando en la vertical presentando un mínimo entre los 850 y 700 hPa. El núcleo de esta corriente en chorro se centra alrededor de los 67.65°W y 7.5°N, región donde se ubica el corazón de los LLV. Así mismo se presenta el ciclo anual del flujo tomando como referencia los valores en los niveles de 925, 850 y 700 hPa. Se muestra que el ciclo anual está bien definido y presenta un máximo para el mes de febrero (estación seca) y un mínimo durante el mes de agosto (estación húmeda), el viento se intensifica a partir del mes de noviembre y se

mantiene con vientos por encima de los 12 m/s en promedio hasta el mes de mayo donde el flujo se debilita y comienza además la época de lluvias en la región de los LLV. La variabilidad interanual de esta CC presenta valores altos. Se identifican episodios en donde el viento alcanza valores mínimos durante períodos de 4 y 5 días los cuales podrían estar asociados a fenómenos atmosféricos presentes en la región de estudio. Para el mes de enero de 2006 se compararon los datos del reanálisis del NCEP-NCAR con los datos en superficie, principalmente para el viento en 925, 850 y 700 hPa y la temperatura del aire en 925 hPa y en superficie. De este análisis se encontró una fuerte relación con los datos de globo piloto en el patrón del viento en los niveles mencionados y se observaron cambios importantes en la temperatura del aire durante episodios fuertes y débiles del flujo. Se analizó la variabilidad intraestacional que presenta esta corriente en chorro entre los meses enero y marzo para los años 2002, 2004, 2005 y 2006. Se puede apreciar una fuerte variabilidad intraestacional durante los meses de un mismo año, así como cambios bien marcados entre un año y otro. Para el año 2006 el patrón presenta episodios de viento más débil con respecto a los otros años, además de mostrar una fuerte oscilación en la vertical del nivel de máximo flujo que en ocasiones podría llegar por encima del nivel de 700 hPa ó 1500 msnm. El ciclo diurno indica que esta corriente en chorro alcanza valores máximos a las 12:00 UTC (07:30 HL) en los 925 hPa, donde el viento se intensifica en horas nocturnas a partir de las 06:00 UTC (00:30 HL). La corriente de bajo nivel también muestra una marcada variabilidad interanual, a pesar de lo corto de la serie utilizada. Utilizando datos del experimento realizado por el PACS- SONEt en 5 estaciones en los LLV en marzo de 2005, la CC presenta una extensión horizontal aproximada de 1200 km de longitud y de unos 400 km de latitud. Esto significa que esta corriente se extiende a todo lo largo de Los Llanos Venezolanos en el sentido este-oeste desde el Océano Atlántico al este de Ciudad Bolívar hasta los Andes en Colombia y en el sentido norte-sur desde las montañas al sur de Maracaibo hasta más al sur de Puerto Ayacucho (ver figura 1).

La CCNSA es sin duda un importante sistema meteorológico en los LLV, no sólo por la intensidad que alcanza durante algunos meses y su relativa cercanía a la superficie, sino como factor de modulación de la precipitación en esta región. Un aspecto importante de analizar es el uso de modelos numéricos para el estudio de los procesos físicos que dan origen y mantiene a esta corriente y que podrían explicar muchos de los cambios espaciales y temporales observados.

Agradecimientos

El autor principal desea expresar su reconocimiento al SERMEAVIA y al Centro de Investigaciones Geofísicas de la Universidad de Costa Rica (CIGEFI), por el apoyo recibido, las bases de datos y la información suministrada para llevar a cabo esta investigación. A todos los colegas y compañeros del CIGEFI, especialmente a Eric Rivera y Marcela Ulate, por sus comentarios y sugerencias en la elaboración de este trabajo. J.A.A. reconoce el apoyo de los proyectos VI-805-A7-002 / VI-805-A8-606, de la Universidad de Costa Rica y del IAI-CRN2-2050 (NSF Grant N. Geo-0452325), para la realización de este trabajo. A Ingrid Rivera por su colaboración en la preparación digital del manuscrito.

Bibliografía

- Amador J (1998): A climatic feature of tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top. Meteor. Ocean.*, 5:91-102.
- Amador J (2008): The Intra Americas Seas Low-Level Jet (IALLJ): Overview and Future Research. In Gimeno L, Garcia R and Trigo R (Eds.) *Trends and directions of climate research*, Annals of the New York Academy of Sciences, October 2008.
- Amador J and Magaña V (1999): Dynamics of the Low Level Jet over the Caribbean Sea. In Preprints of 23th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, January 10-15, 1999. American Meteorological Society, 868-869.

Amador J, Magaña V and Pérez B (2000): The low level jet and convective activity in the Caribbean. Preprints of 24th Conference on Tropical Meteorology, May 29-June 2, 2000. American Meteorological Society, 114-115.

Amador JA, Chacón R and Laporte S (2003): Climate and Climate Variability in the Arenal River Basin of Costa Rica. In Diaz HF and Morehouse B (Eds.) *Climate and Water: Transboundary Challenges in the Americas*. Kluwer Academic Publishers B.V., The Netherlands, 317-350.

Amador JA and Mo KC (2005): The Intra-Americas Sea Low-Level Jet. Poster Session 4: Hydrologic Variability and Monsoons. Song Yang, Chair. Poster 4.9 at the 30th Annual Climate Diagnostics & Prediction Workshop Climate Prediction Center, National Weather Service, The Pennsylvania State University, October 24-28.

Amador JA, Rivera ER, Ulate AM and C. Zhang C (2005): The Intra-Americas Sea Low-Level Jet: An Analysis of Atmospheric Sounding Observations. Session 10: Monsoons and Warm Season Predictions. Jenni Evans, Chair. The 30th Annual Climate Diagnostics & Prediction Workshop Climate Prediction Center, National Weather Service, The Pennsylvania State University, October 24-28.

Amador JA, Alfaro E, Lizano O and Magaña VO (2006): Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific. *Progress in Oceanography*, 69:101-142.

Bonner W (1968): Climatology of the low level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 96:833-850.

Douglas M, Nicolini M, and Saulo A (1998): Observational evidences of a low level jeat east of the Andes during January-March 1998. *Meteorologica*, 3:63-72.

Douglas M, Nicolini M, and Saulo A (1999): The low-level jet at Santa Cruz, Bolivia during January-March (1998): Pilot balloon observation and model comparisons. Preprints, 10th Symp. On Global Change, Dallas, TX. *Amer. Meteor. Soc.*, @ @:223-226.

Douglas M, Peña M, and Villarpando R (2000): Special observations of the low level flow over eastern Bolivia during the 1999 atmospheric mesoscale campaign. Extended Abstracts of the 6th Inter. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 3-7 April 2000. Santiago, Chile, 157-158.

Douglas M, Galvez J, Mejia J, and Murillo J (2004): New directions in the Pan American Climate Studies Sounding Network for Latin America. Prexrints, 8th Symp. on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface, Seattle, WA American Meteorological Society, 1-42.

Douglas M, Murillo J and Mejia J (2005): Conducting short duration field programs to evaluate sounding site representativeness and potential climate monitoring biases—Examining the low-level jet over the Venezuelan Llanos during the 2005 dry season. Preprints, 15th Conf. on Applied Climatology, Savannah, GA. American Meteorological Society, 1-18.

Garreaud R and Muñoz R (2005): The Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America: Structure and Variability. *Mon. Wea. Rev.*, 133:2246-2261.

Goldbrunner A (1984): *Atlas Climatológico de Venezuela, período 1951-1970*. Fuerza Aérea Venezolana. CDU 551.582.3. Caracas, Venezuela, 68 pp.

Hastenrath S (1991): *Climate dynamics of the tropics*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 488 pp.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo C, Ropelewski C, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Jenne R, and Joseph D (1996): The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77:437-471.

LaBar RJ (2005): *The Llanos Low-Level Jet and its Association with Venezuelan Convective Precipitation*. National Weather Center Research Experiences for Undergraduates Final Project. Central Washington University, 21 pp.

Lichtenstein E (1980): La Depresión del Noroeste Argentino (The Northwestern Argentina Low). Ph.D. Disertación, 223 pp. [Disponible en el Departamento de Ciencias de la Atmosfera, Ciudad Universitaria (1428) Buenos Aires, Argentina].

Magaña V, Amador JA and Medina S (1999): The mid-summer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12:1577-1588.

Marengo J, Nicolini M, Douglas M y Pedro S (2000): Identificación de casos de Jets en niveles bajos, del norte (SALLJ) y del sur (SJ) al este de los Andes durante el verano y otoño 1999, Anales de VIII Congremet y IX Climet, Buenos Aires, 7-11 de Mayo de 2001. Publicación en disco compacto, 10 pp.

Marengo J, Soares A, Nicolini M and Saulo A (2004): Climatology of Low-Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *J. Climate*, 17:2261-2280.

Martelo M y Rojas M (1999): *Estudio sobre la posible influencia del fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENSO) sobre el clima de los Llanos en Venezuela*. Dirección de Hidrología y Meteorología, Ministerio del Ambiente. Caracas - Venezuela, 8 pp.

Mora I y Amador J (2000): El ENOS, el IOS y la corriente en chorro de bajo nivel en el este del Caribe. *Top. Meteor. Ocean.*, 7:1-20.

Montoya G de J, Pelkowski J y Eslava JA (2001): Sobre los alisios del nordeste y la existencia de una corriente en el piedemonte oriental andino. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 25 (96), 363-370.

Nicolini M and Saulo A (2000): Eta characterization of the 1997-1998 warm season Chaco jet cases. Preprints of the 6th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Chile, 3-7 de abril de 2000, 330-331.

PACS (2005): NOAA's Pan American Climate Studies Program. Llano Jet. [<http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/web/>]

Paegle J and Zhang C (1987): Atmospheric response to tropical thermal forcing in real data integrations. *Mon. Wea. Rev.*, 115:2975-2995.

Peña M and Douglas M (2002): Characteristics of Wet and Dry Spells over the Pacific Side of Central America during the Rainy Season. *Mon. Wea. Rev.*, 130:3054-3073.

Poveda G (2004): La hidroclimatología de Colombia. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 28:201-222.

Poveda G and Meza O (1997): Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean-atmosphere processes. *J. Climate*, 10:2690-2702.

Poveda G and Meza O (1999): La corriente de chorro superficial del oeste (del Chocó) y otras dos corrientes de chorro atmosféricas sobre Colombia: Climatología y variabilidad durante las fases del ENSO. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 23:517-528.

Poveda G and Meza O (2000): On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-atmosphere-land interaction by low level jet. *Geoph. Res. Letters*, 27:1675-1678.

Pulwarty R, Barry R and Riehl H (1992): Annual and seasonal patterns of rainfall variability over Venezuela. *Erdkunde*, 46:273-289.

Pulwarty R, Barry R, Hurst C, Sellinger K and Mogollon L (1998): Precipitation in the Venezuelan Andes in the Context of Regional Climate. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 67:217-237.

- Repelli C (1996): Use of Canonical Correlation Analysis to predict the Spatial and Temporal Rainfall Variabilities over North-east Brazil. Documento técnico, FUNCEME, Brasil.
- Rojas M y Alfaro E (2000): Influencia del océano Atlántico Tropical sobre el comportamiento de la primera parte de la estación lluviosa en Venezuela. *Top. Meteor. Ocean.*, 7:88-92.
- Salio P, Nicolini M and Saulo C (2002): Chaco low level jet characterization during the austral summer season by ERA reanalysis. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 107, 4816, doi:10.1029/2001JD001315.
- Saulo C, Nicolini M and Chou S (2000): Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season. *Climate Dynamics*, 16:867-881.
- Schwerdtfeger W (1954): Análisis sinóptico y aspecto climatológico de dos distintos tipos de depresiones bálticas en el norte de la Argentina. *Meteoros*, 4:301-323.
- Seluchi M and Marengo J (2000): Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic aspects and extreme events. *International Journal Climatological*, 20:1167-1190.
- Stensrud D (1996): Importance of Low-Level Jets to Climate: *J. Climate*, 9:1698-1711.
- Velásquez R (2000): Mecanismos Físicos de Variabilidad Climática y de eventos extremos en Venezuela. Tesis de grado para optar al título de Licenciado en Meteorología. Universidad de Costa Rica. San José de Costa Rica. 118 pp.
- Vera C, Baez J, Douglas M, Emmanuel C, Marengo J, Meitin J, Nicolini M, Nogues-Paegle J, Penalba O, Salio P, Saulo C, Silva M, Silva P and Zipser E (2006): The South American Low-Level Jet Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87:63-77.
- Vernekar A, Kirman B and Fennessy M (2003): Low-Level Jets and Their Effects on the South American Summer Climate as Simulated by the NCEP Eta Model. *J. Climate*, 16:297-311.
- Virji H (1981): A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from clouds winds. *Mon. Wea. Rev.*, 109:599-610.
- Wang C (2007): Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29:411-422.